تقويم الجريان غير المشبع للبزل الحر تحت الظروف الحقلية لتربة مزيجة طينية غرينية :

II . ألتنبؤ عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة.

سلوم برغوث سالم أفراح مهدي صالح

المستخلص

غمر لوح حقلي ابعاده 8م × 8م بشكل مستمر بالماء لأربعين يوما, بعدها قطع تجهيز الماء وغطي اللوح لمنع التبخر من سطح التربة. عد وقت اختفاء الماء من سطح التربة بداية البزل ونهاية الغيض. قيس المحتوى المائي بالطريقة الوزنية من سطح التربة الى العمق 140 سم بفاصلة عمق 10سم طيلة 90 يوما من البزل. اجريت حلول تحليلة الى المعادلة العامة للجريان تحت نظرية جهد الجذب الأرضي للتنبأ عن عمق الماء الخزون ومعدل التغير في عمق الماء المخزون كدالة الى عمق التربة طيلة فترة البزل بأستخدام ثلاثة دوال هي $K_m\left(\frac{\theta}{\theta_m}\right)^{1/\beta}$ و $K_m \exp\alpha(\theta-\theta_m)$ و $k_m\left[\frac{\theta-\theta_r}{\theta_m-\theta_r}\right]^{1/n}$ تربط العلاقة بين الأيصالية المائية والمحتوى المائي فقط اذ ان k_m, الأيصالية المائية المشبعة, θ المحتوى المائي الحجمي وان r و m يشيران الى أعلى وأقل محتوى مائي. β و α و n هي عوامل الدوال الثلاثة على الترتيب. أعطت دالة القوة المستخدمة لمطابقة عمق الماء المخزون المقاس كدالة الى الزمن وعمق التربة خطوطا مستقيمة على المقياس اللوغارتمي ذات معاملات تحديد عالية تراوحت من 0.849 الى 0.970. أظهرت علاقة 1:1 بين قيم عمق الماء المخزون المتنبأ عنه باستخدام الدوال الثلاثة توافقا عاليا مع القيم المقاسة لعمق الماء المخزون طيلة فترة البزل معامل الأرتباط 0.987 , 0.989 , 0.973 وبلغ معامل الأنحدار 0.993, 1.126, 1.124 للدوال الثلاثة على الترتيب . زاد المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون بزيادة عمق التربة وتراوح من 1.5541 الى 17.3855سم يوم$^{-1}$ خلال الفترة الزمنية الأولى و 0.0001 الى 0.037 سم يوم$^{-1}$ خلال الفترة الزمنية الأخيرة للعمقين 10 و140 سم على الترتيب. اعطت علاقة 1:1 بين القيم المقاسة والقيم المتنبأ عنها للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون معاملات انحدار بلغت 0.986 , 0.826 , 1.966 ومعاملات تحديد بلغت 0.889 , 0.850 , 0.863 للدوال الثلاثة على الترتيب. يتضح من قيم معامل الأنحدار لعلاقة 1:1 للدوال الثلاثة ان الدالة الأولى تنبأت بدقة عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون طيلة فترة البزل في حين كانت القيم المتنبأ عنها بأستخدام الدالة الثانية اقل من القيم المقاسة اما القيم التنبأ عنها بأستخدام الدالة الثالثة فكانت أعلى من القيم المقاسة.

The Iraqi Journal of Agricultural Science 39 (4) : 53-62 (2008) salem & saleh

ASSESSMENT OF GRAVITY-DRAINAGE UNSATURATED FLOW UNDER FIELD CONDITIONS FOR A SILTY CLAY LOAM SOIL: II. PREDICTING TIME RATE OF CHANGE IN DEPTH OF STORED WATETR IN SOIL PROFILE

SALLOUM B. SALEM AFRAH M. SALEH

ABSTRACT

An 8 by 8m field plot was continuously flooded with water for forty days; the plot was covered then to prevent evaporation after ending water supply. In this study, drainage cycle started when all water infiltrated through soil surface. Gravimetric water content measurements were made from the soil surface to 140cm in 10cm increment during 90 days of drainage. The general flow equation was analytically solved under unit gradient assumptions to predict depth of stored water, and time rate of change in stored water as a function of depth during drainage period using three functions: $K_m\left(\frac{\theta}{\theta_m}\right)^{1/\beta}$, $K_m \exp\alpha(\theta-\theta_m)$, and $k_m\left[\frac{\theta-\theta_r}{\theta_m-\theta_r}\right]^{1/n}$; that describe the hydraulic conductivity as a function of water content (where K_m is saturated hydraulic conductivity, θ is volumetric water content, and the subscript *m, r* denote maximum and minimum water content values, and *β, α,* and *n* are empirical parameters). When a power function was fitted to describe the log-log relation between depth of stored water and time, straight line trends were obtained with coefficient of determination values ranged from 0.849 to 0.970 for different depths. A close and highly significant 1:1 relationships between measured and predicted values of depth of stored water were obtained during the drainage period with correlation coefficient values of 0.987, 0.989, 0.973 and regression coefficient values of 0.993, 1.126, and 1.124 for the three functions respectively. Measured rate of change in stored water increased with increasing depth of soil profile and ranged from 1.5541 to 17.3855 cm.day^{-1} during the first time interval and from 0.0001 to 0.037 cm.day^{-1} during the last time interval for the 10 and 140cm depths respectively. A 1:1 relationships between predicted and measures values of the rate of change in stored water gave regression coefficient values of 0.986, 0.826, 1.966 and coefficient of determination values of 0.889, 0.850, and 0.863 for the three functions respectively. Values of the regression coefficient clearly showed that the first function accurately predicted the rate of change in stored water during drainage period while values of the rate of change in stored water during drainage period were under predicted by the second function and over predicted by the third function.

Part of M. Sc. thesis of the second author البحث مستل من رسالة ماجستير للباحث الثاني

المقدمة

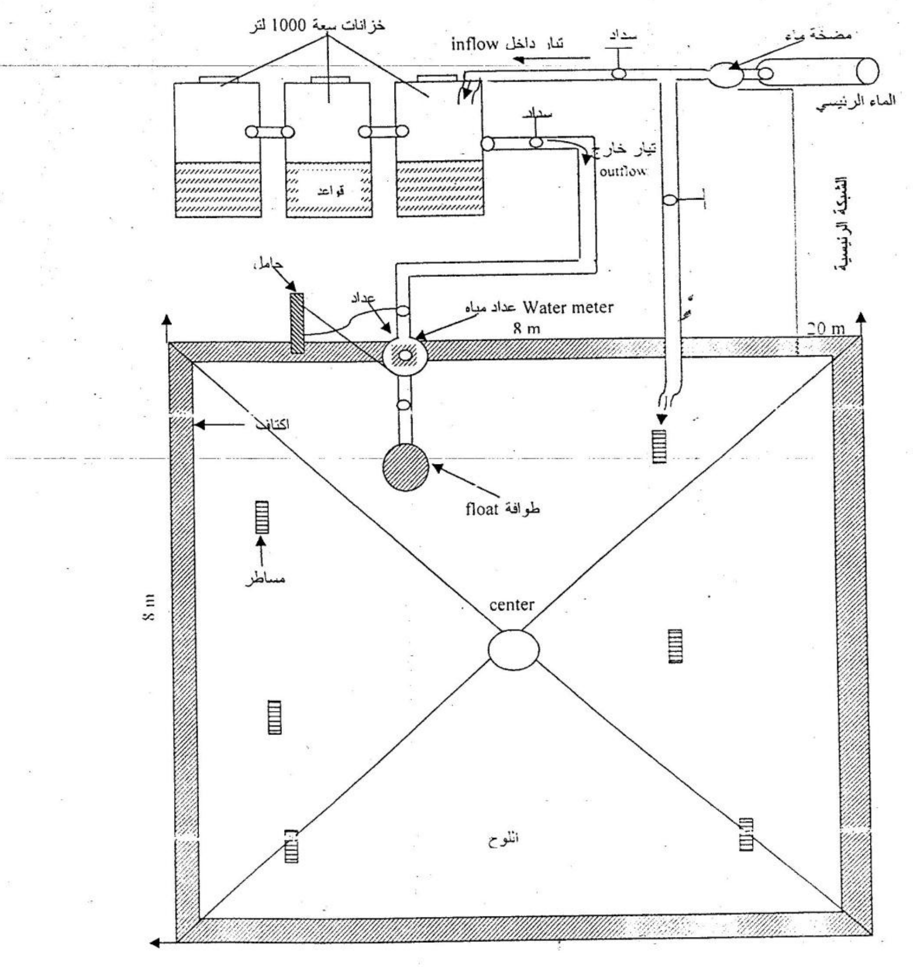
أن الحالة الحركية لماء المخزون في مقد التربة تجعل منه صفة تعتمد على عمق التربة والزمن مابعد الغيض. تحدث عملية غيض الماء المضاف من خلال سطح التربة الى مقد التربة, تتبع هذه العملية اعادة توزيع الماء المضاف (8). عند اضافة الماء لفترة طويلة للوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المائي والجهد المائي وتغطية سطح التربة لمنع التبخر فأن التغير في عمق الماء المخزون يحدث نتيجة لحركة الماء الى الأسفل (2). تم التعبير عن العلاقة بين عمق الماء المخزون والزمن بدالة قوة من قبل العديد من الباحثين(3، 11، 12، 13). عند محتوى رطوبي اعلى من السعة الحقلية يحدث انخفاض سريع في عمق الماء المخزون نتيجة حركة الماء الى الأسفل لكون الماء ممسوك بقوى شد ضعيفة ويتحرك في المسامات الأكبر حجما بتاثير جاديبة الأرض, فقد وجد Watson and Luxmoore (20) ان 73% من تدفق الماء المشبع يتم خلال المسامات الكبيرة التي لاتشكل سوى 4% من حجم التربة, اما في الرمل الناعم فأن 48% من تدفق الماء المشبع يحدث في المسامات التي تكون فاعلة(مملوءة بالماء) تحت جهد -4 الى 0 سم ماء (4). ان سرعة التغير في عمق الماء المخزون يحدد عمق الأرواء و الفترة بين الريات التي تعد من الممارسات الحقلية المهمة لأدارة ماء الري(14). يعتمد التغير في عمق الماء المخزون مع الزمن على عوامل التربة و الظروف المناخية و الغطاء الخضري ولكن عند تغطية سطح التربة لمنع التبخر فأن لخصائص التربة خاصة النسجة التأثير المحدد للتغير الزمني في عمق الماء المخزون.

تهدف الممارسات الحقلية لأدارة ماء الري الى الحفاظ على مستوى رطوبي مناسب خلال غالبية موسم نمو النبات للحصول على نمو وانتاجية مناسبة. يحدد المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في المنطقة الجذرية العلاقة بين اضافة ماء الري و الضائعات المائية اذ تقل الضائعات المائية عند استخدام انظمة ري ذات معدلات تصريف منخفضة وتكرار عملية الري بفترات اقل مقارنة بأنظمة الري ذات التصريف العالي والتي تتسبب في حصول ضائعات مائية اسفل المنطقة الجذرية(15). تتبع اهمية توزيع الماء في المنطقة غير المشبعة({Vadose zone) من كون الماء الوسيلة الأساسية لنقل المغذيات خلال التربة مما يتطلب اجراءدراسات ميدانية لتحديد او تقدير او التنبؤ عن حركة ومصدر الماء في المنطقة غير المشبعة. ان قابلية التربة على نقل الماء تهم العاملين في العديد من المجالات كتلوث المياه الجوفية وصيانة التربة واستعمالات الاراضي(5).

تحقق في العديد من الدراسات الحقلية والمختبرية مبدأ نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي لوصف حركة الماء بالأتجاه العمودي خاصة اثناء البزل الداخلي (7، 16) تهدف هذه الدراسة الى وصف عمق الماء المخزون كدالة الى الزمن للأعماق المختلفة في التربة تحت الظروف الحقلية والتنبأ عن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون.

المواد وطرائق العمل

نُفذت التجربة في حقل كلية الزراعة – جامعة بغداد في تربة مزيجة طينية غرينية تُصنف على انها Typic torrefulvent حسب التصنيف الامريكي (17). بعد اجراء الوصف المورفولوجي وتحديد الآفاق لتربة موقع الدراسة، تم تحديد لوح حقلي ابعاده (8م × 8م). أُجريت تسوية طفيفة لسطح اللوح وأُحيط اللوح بأكتاف ترابية. صُممت منظومة الجريان المبينة بالشكل 1 ، لتزويد اللوح بعمود ماء ثابت ارتفاعه 3 سم عن مستوى سطح اللوح طيلة فترة الغمر التي استمرت اربعين يوماً بهدف الوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المائي و الجهد المائي ، بعد ذلك غُطي سطح اللوح مباشرة بطبقتين من البلاستيك وطبقة رقيقة من التربة المنخولة بهدف منع التبخر من سطح التربة. يعد وقت اختفاء الماء من سطح اللوح هو نهاية عملية الغمر وبداية عملية البزل. كان عمق الماء الأرضي 2.10م في موقع التجربة خلال فترة الدراسة.



شكل 1. المخطط العام للتجربة

تم قياس المحتوى المائي بالطريقة الوزنية كدالة الى الزمن وعمق التربة للطبقات 0-10 و 10-20 و 20-30 و 30-40 و40-50 و50-60 و 60-70 و70-80 و 80-90 و 90-100 و 100-110 و 110-120 و 120-130 و 130-140 سم بواسطة مثقاب انبوبي قطره الداخلي 2.54سم. تمّ حساب عمق الماء المخزون طيلة فترة البزل البالغة 90 يوما كدالة للزمن وعمق التربة من المعادلة الاتية:

$$w_t(z,t) = \sum_{1}^{i} \theta_i(z_i,t) \times 10 \quad \text{.......................................}(1)$$

اذ ان w :عمق الماء المخزون(سم), z عمق التربة(سم)، t زمن القياس(يوم), θ المحتوى المائي الحجمي المقاس (سم^3.سم$^{-3}$) , i عداد الأعماق و ان i =1 عند العمق 10سم, i =2 عند العمق20سم,....., و i =14 عند العمق 140سم.

يمكن كتابة المعادلة العامة للجريان(16) المستخدمة للتنبأ عن حركة الماء بألاتجاه العمودي كما يأتي:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_z(\theta) \frac{\partial\psi}{\partial z} \quad ....(2)$$

اذ ان $\theta = \theta(z, t)$ هي المحتوى المائي الحجمي كدالة للزمن وعمق التربة، K الايصالية المائية، ψ الجهد الهيكلي، t الزمن. تم حل المعادلة 2 تحليليا تحت نظرية جهد الجذب الأرضي بطريقة مماثلة لتلك المستخدمة من قبل Sisson واخرون(16) وحسب خوارزمية Lax(9) ذات الثلاث خطوات:

1- فاضل الدالة $k = f(\theta)$ للحصول على المشتقة $\frac{dk}{d\theta}$.

2- احلال المقدار $\frac{z}{t}$ محل المشتقة $\frac{dk}{d\theta}$.

3- حل ناتج الخطوة 2 للحصول على المتغير $\theta(z, t)$.

تشير k و z و t الى الأيصالية المائية وعمق التربة و الزمن على التوالي.

أختيرت ثلاثة دوال تصف الايصالية المائية على انها دالة الى المحتوى المائي($k = f(\theta)$) وهي Watson(19) و Davidson واخرون(6) و Brooks and Corey(1). قدرت عوامل الدوال الثلاثة بطريقة تحليل الأنحدار غير الخطي(nonlinear regression) للمعادلات الناتجة من الخطوة الثانية لخوارزمية Lax وتم التنبأ عن عمق الماء المخزون في مقد التربة كدالة الى عمق التربة والزمن $w = w(z,t) = f(z,t)$ من قيم عوامل الدوال حسب المعادلات التالية:

$$w(z,t) = (1-\beta)\theta_m \, z\left(\frac{z}{At}\right)^{\beta/(1-\beta)} \quad \text{Watson, (1967)} ....(3)$$

$$w(z.t) = \theta_m Z + \frac{z}{\alpha}\left(\ln\left(\frac{z}{At}\right) - 1\right) \quad \text{Davidson et al., (1969)} ....(4)$$

$$w(z,t) = \theta_c\, z + (1-n) z(\theta_m - \theta_c)\left(\frac{z}{At}\right)^{n/(1-n)} \quad \text{Brooks and Corey, (1964)} ...(5)$$

اذ ان θ_m و θ_c هما اعلى واقل محتوى مائي على الترتيب، A هي سرعة جبهة التجفيف(velocity of the desorption front)، وان β و α و n هي عوامل الدوال الثلاثة.

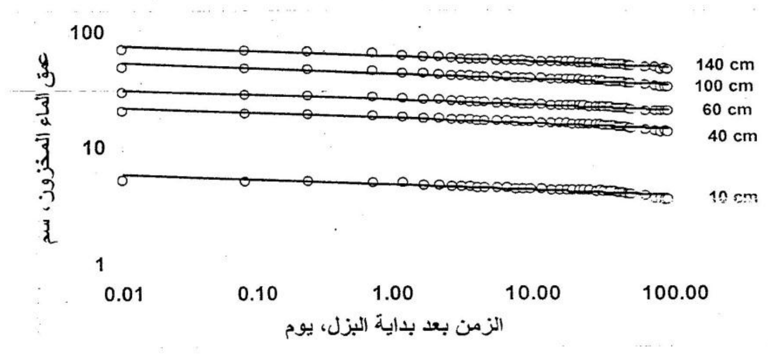
النتائج والمناقشة

عمق الماء المخزون في مقد التربة

تم وصف عمق الماء المخزون في مقد التربة بدالة مماثلة لتلك المستخدمة من قبل Richards واخرون(12). اخذت هذه الدالة الصيغة $w = at^{-b}$ اذ ان w هو عمق الماء المخزون (سم) ، t الزمن(يوم) ، a و b ثابتان. عند رسم العلاقة بين عمق الماء المخزون و الزمن على مقياس لوغارتمي تم الحصول على خطوط مستقيمة (الشكل 2). يبين الشكل هذه العلاقة لدالة المطابقة (الخطوط) والقيم المقاسة (الرموز) للاعماق 10 و 40 و 60 و 100 و 140سم، كما يبين الجدول 1 قيم العاملين a و b ومعامل التحديد لدالة المطابقة لعمق الماء المخزون في مقد التربة لجميع ألأعاق المدروسة. لقد زادت قيم العامل a مع العمق ذلك لان قيمة العامل a تمثل عمق الماء المخزون بعد مرور يوم واحد من بداية البزل (t =1يوم)، اما قيم العامل b فكانت سالبة دلالة على ان عمق الماء المخزون يتناسب عكسيا مع الزمن ويزداد بزيادة قيمة العامل a.

تراوحت قيم معامل التحديد لدالة القوة بين 0.849 و 0.970 وهذا يعني ان الدالة المبينة عواملها في جدول 1 اوضحت 84.9% الى 97.0% من التغاير في عمق الماء مع الزمن. يبين الجدول 1 عمق الماء المخزون بعد مرور يوم واحد من البزل (مساوية الى قيمة العامل a) عند الأعماق 10 و 20 و 30 و 40 و 50 و 60 و70 و 80 و 90 و 100 و 110 و 120 و 130 و 140 سم. اما القيم المقاسة لعمق الماء المخزون بعد مرور1.25 يوم من البزل فكانت 4.7990 و

9.2340 و 13.5942 و 17.8134 و 21.6657 و 25.7231 و 30.0140 و 34.3416 و 38.8879 و43.2348 و 47.3533 و52.1690 و 56.7863 و 61.3752 سم للأعماق نفسها على الترتيب. كما اعطت دالة المطابقة قيما مقاربة لعمق الماء المخزون المقاس لنفس الأعماق بعد مرور 90 يوما من البزل. اسهمت حركة الماء الى الأسفل بمرور 1.826 و 3.684 و 5.797 و 7.506 و 9.275 و 10.926 و 12.721 و 14.695 و 16.567 و18.687 و 20.549 و 22.209 و 24.457 و 26.373 سم ماء عبر الأعمــاق 10 و 20 و 30 و 40 و 50 و 60 و70 و 80 و 90 و 100 و 110 و 120 و 130 و 140 سم اثناء فترة البزل على الترتيب. عند الأخذ بنظر الأعتبــار اجراء قياسات المحتوى المائي بفاصلة عمق 10 سم ابتــداء من سطح التربة ولعمق 140 سم وقسمة عمق الماء المبزول من العمق 140سم(26.373سم) خلال فترة البزل على عدد الطبقات(14 طبقة: سمك طبقة القياس 10سم) فــأن معــدل عمق الماء المبزول كان مساويا الى 1.884 سم ماء / 10 سم مــن عمــق التربــة.



شكل 2 .علاقة Log-Log بين عمق الماء المخزون في مقد التربة للاعماق 10 و 40 و 60 و100 و 140سم و الزمن خلال فترة البزل.

جدول 1. قيم عوامل دالة المطابقة($W = at^{-b}$) ومعامل التحديد لعمق الماء المخزون للأعماق المختلفة لمقد تربة الدراسة خلال 90 يوما من البزل تحت ظروف انعدام التبخر من سطح التربة.

العمق، سم		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
عوامل دالة المطابقة	a	4.662	9.154	13.502	17.542	21.358	25.296	29.310	33.897	38.336	42.582	46.582	51.354	55.093	[illegible]
	b	-.0436	-.0491	-.0465	-.0479	-.0467	-.0455	-.0432	-.0489	-.0493	-.0481	-.0475	-.0465	-.0467	-.0467
معامل التحديد		0.849	0.850	0.890	0.907	0.941	0.955	0.970	0.926	0.921	0.937	0.934	0.936	0.943	0.950

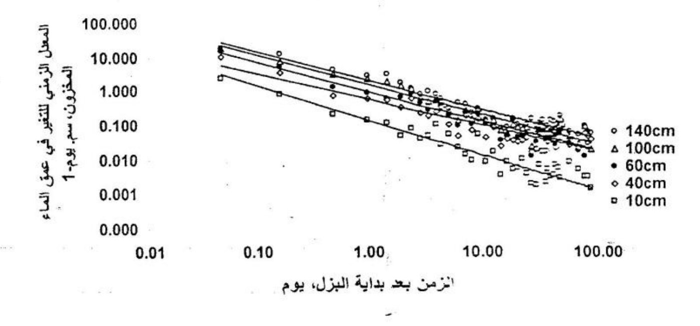
المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة

يشير المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون فــي مقد التربة الى الفرق في عمق الماء المخزون في مقد التربة، كدالة للأعماق المدروسة لتربة موقع الدراسة عند زمني قياس متتالين مقسوما على الفترة الزمنية بين القياسين وبمعنى آخر فأن المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون يمثل ميل العلاقة بين العمق التراكمي للماء المخــزون والــزمن. تــم مطابقة داله قوة لوصف هذه العلاقة . تراوح المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون خلال الفترة الزمنية الاولــى لبدايــة البــزل (0-0.083يــوم) بــين 1.5542 –

17.3855سم.يوم$^{-1}$ للعمقين 10 و 140سم على الترتيب في حين تراوح المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون خلال الفترة الزمنية الأخيرة من البزل (86-90يوم) بين 0.0001-0.037سم.يوم$^{-1}$ لنفس العمقين على الترتيب. ان قيم هذه الداله تكون عالية جدا عند بدايه عمليه البزل حسب الاساس النظري

$$\text{Rate of change} = \lim_{\Delta t \to 0} \frac{\Delta w}{\Delta t} \cong \infty$$

يتضح من الشكل 3 حصول زيادة في المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة كدالة الى العمق بزيادة عمق التربة. وهذه النتيجة متوافقة مع ما وجده Stone واخرون(18). استمر تدفق البزل عند العمق 140 سم ووصل الى معدلات واطئة جدا وصلت الى10^{-4} سم. يوم$^{-1}$ على الرغم من مرور فترة 90 يوم من بداية البزل لكون التربة ذات محتوى طين عالي وصل الى 46% مما زاد من قدرة التربة على مسك الماء خاصة تحت ظروف انعدام التبخر. تقترح نتائج هذه الدراسة احلال مبدأ البزل الداخلي لتحديد السعة الحقلية بدلا عن تحديدها بفترة زمنية محددة بعد ريه ثقيله. ان قياس المحتوى المائي بعد ثلاثة ايام من الاشباع التام لمقد التربة يمكن ان يعطي مضموناً خاطئاً عن مبدأ السعة الحقلية ذلك لان التربة يمكن ان تحتجز الماء الموجود بوجود جهد جاذبية الارض اعتمادا عمق القياس والخصائص الرطوبية للتربة. ان هذا المضمون الجديد يتفق مع ما جاء به Zacharia وBohne (21) ويعتمد على منحنى الوصف الرطوبي وعمق التربة. تشير عوامل دالة القوة (جدول 2) الى انحدار سالب للعلاقة بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء والزمن للأعماق المختلفة. تسهم المسامات الأكبر حجما في نقل الماء عند المحتويات الرطوبية العالية(الشد العالي) بسرعة اعلى من المسامات الأصغر حجما, وبموجب معادلة الأرتفاع الشعري(capillary rise equation) تفرغ المسامات الأكبر حجما عند انخفاض الشد نتيجة لأنخفاض المحتوى المائي بفعل حركة الماء الى الأسفل. ان عمق الماء المخزون هو دالة ضمنية الى المحتوى اى ان: $w = f(\theta(z, t))$.



شكل 3. المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون كدالة الى عمق التربة اثناء فترة البزل لتربة موقع الدراسة تحت ظروف انعدام التبخر من سطح التربة

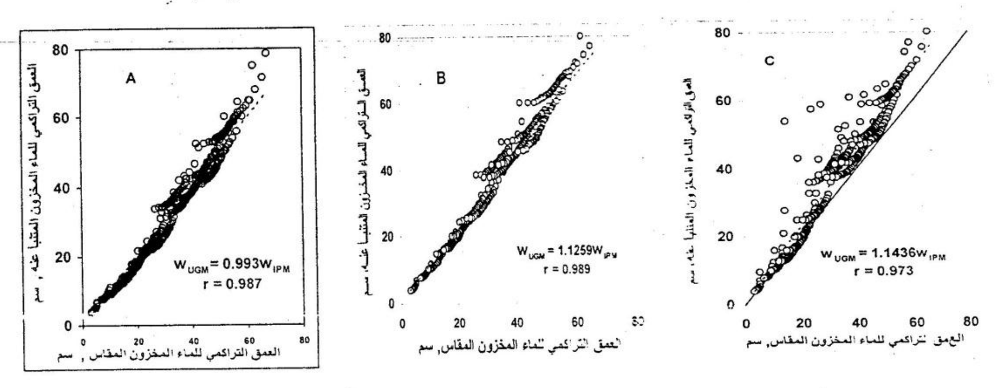
انخفض المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة انخفاضا حادا خلال مرحلة البزل المبكرة بعد بداية البزل بعد مرور يوم واحد من البزل.

جدول 2. قيم عوامل دالة القوة ومعامل التحديد للمعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون للأعماق المختلفة لمقد تربة الدراسة خلال 90 يوما من البزل تحت ظروف انعدام التبخر من سطح التربة.

العمق، سم		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
عوامل دالة المطابقة	a	0.146	0.276	0.481	0.510	0.785	1.002	1.183	1.246	1.141	1.644	1.769	1.844	2.041	2.170
	b	-.0107	-.7766	-.8495	-.7577	-.7908.	-.8518	-.8192	-.8027	-.7983	-.8779	-.8389	-.8363	-.8522	-.8503
معامل التحديد		0.717	0.740	0.779	0.820	0.802	0.883	0.893	0.861	0.838	0.907	0.863	0.858	0.873	0.927

التنبأ عن عمق الماء المخزون

يبين الشكل 4 علاقة 1:1 (الخط الصلد) بين عمق الماء المخزون المقاس اثناء فترة البزل كدالة الى الزمن وعمق التربة و عمق الماء المخزون المتنبأ عنه حسب نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي الذي تم الحصول عليه من المعادلات 3 و 4 و 5 المبينه عواملها في جدول 3. كما يظهر على الشكل خط الأنحدار البسيط (الخط المنقط) للعلاقة بين عمق الماء المخزون و المتنبا عنه. كانت قيم عمق الماء المتنبأ عنه بأستخدام طريقة Lax-Sisson(16) لحل المعادلات الثلاثة مقاربة جدا الى القيم المقاسة



شكل 4 . علاقة 1:1 (الخط الصلد) والأنحدار البسيط (الخط المنقط) بين عمق الماء المخزون المقاس للأعماق المختلفة لتربة موقع الدراسة وعمق الماء المخزون المتنبأ عنه كدالة للزمن حسب: (A) انموذج Watson (1967) و (B) انموذج Davidson و اخرون(1969) (C) انموذج Brooks و Corey (1964).

بمعاملات انحدار بلغت 0.993 و 1.1259 و 1.1436 ومعاملات ارتباط بلغت 0.987 و 0.989 و 0.973 للمعادلات الثلاثة على الترتيب.

اعطت الحلول العددية حسب نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي المعادلات التالية للدالة $w = w(z,t)$ للتنبأ عن عمق الماء المخزون للعمق 10 سم

$$w(10,t) = (1-.0675)\times 0.5142\times 10\left[\frac{10}{4.328\times t}\right]^{-0.0724} \quad ....Watson(1967)$$

$$w(10,t) = 0.5142\times 10\times \frac{10}{32.964}\left[\ln\left[\frac{10}{4.507\times t}\right]-1\right] \quad .... Davidson\ et\ al.(1969)$$

$$W(10,t) = 0.3010\times 10 + (1-0.1935)10(0.5142-0.3010)\left[\frac{10}{3.793\times t}\right]^{0.2399} \quad ....\text{Brooks and Corey (1964)}$$

جدول 3. قيم عوامل الدوال الثلاثة المستخدمة للتنبأ عن خواص الايصالية المائية لتربة موقع الدراسة تحت نظرية وحدة الانحدار في الجهد المائي.

عوامل الـــــــــــــــــدالـــــــــــــة									العمق، سم
Brooks and Corey, (1964)			Davidson etal., (1969)			Watson, (1967)			
R^2	n	A	R^2	α	A	R^2	β	A	
0.814	0.1935	3.79	0.891	32.9640	4.51	0.851	0.0675	4.33	10
0.906	0.1617	33.19	0.938	44.7470	56.57	0.912	0.0524	45.8.58	20
0.883	0.2929	39.54	0.928	44.8700	565.14	0.869	0.0647	164.47	30
0.927	0.2962	269.73	0.967	56.3660	13229.00	0.967	0.0479	4939.60	40
0.911	0.2946	267.23	0.972	47.0380	3632.30	0.957	0.0573	1560.30	50
0.832	0.3174	86.46	0.971	45.4310	1623.80	0.955	0.0570	870.20	60
0.944	0.1851	419.75	0.883	42.4720	636.01	0.84	0.0598	378.90	70
0.904	0.3681	90.32	0.816	40.8980	2015.00	0.814	0.0687	609.86	80
0.941	0.1121	86.44	0.934	51.3010	81.01	0.922	0.0422	78.66	90
0.915	0.1463	882.81	0.867	53.4700	1553.50	0.863	0.0447	1114.60	100
0.908	0.0002	367.26	0.904	46.9930	634.58	0.886	0.0508	467.92	110
0.958	0.1149	541.83	0.998	53.9700	515.54	0.871	0.0437	384.44	120
0.930	0.2149	221.98	0.809	33.7870	262.27	0.922	0.0657	262.47	130
0.894	0.1059	193.49	0.888	56.3540	192.48	0.885	0.0384	186.70	140

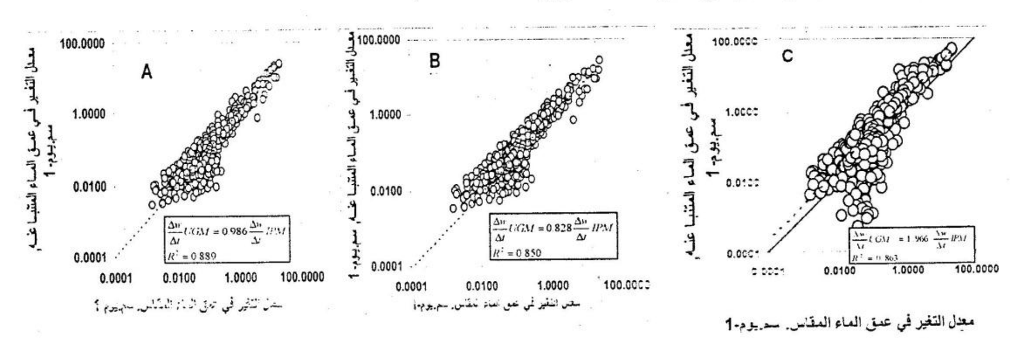
كان عمق الماء المخزون المتنبأ عنه بعد مـــرور 1.25 يوم من البزل هـــو 5.13 و 5.013 و 5.067 ســـم للـــدوال الثلاثة على الترتيب, وحسب هذه النتائج فأن الفرق بين عمق الماء المقاس وألمتنبا عنه كـــان 0.304 و 0.214 و 0.268 سم للدوال الثلاثة على الترتيب. يشكل هذا الفرق بين القـــيم المقاسة والمتنبأ عنها نـــسبة 6.33% و 4.46% و 5.58% من عمق الماء المقاس للطبقة 0– 10سم بعد مرور 1.25 يوم من بداية البزل. ومن جانب الفيزياء التطبيقيـــة فـــأن هـــذه الأختلافات تقع ضمن التغاير المكاني الموروث فـــي مـــسامية التربة الذي قد يصل الى 40% من المسامية الكلية(10) . لقد اوضح Sisson واخرون(16) انه عند غمر التربـــة بالمـــاء لفترة كافية للوصول الى حالة التوازن بين المحتوى المـــائي والجهد المائي وتغطية سطح التربة لمنع التبخر فأن حل Lax لاينطبق في مرحلة البزل المبكرة، وهي الفتـــرة الزمنيـــة المحصورة بين بدايـــة البـــزل ووصـــول جبهـــة التجفيـــف (desorption front) الى اية نقطة في مقد التربة, علـــى المنطقة في مقد التربة التي يكون عمق التربة فيها مساوبا او اكبر من حاصل ضرب سرعة جبهة التجفيف × الزمن بعـــد بداية البزل.

وكما هو واضح من معامل الأرتباط فان هنالك توافق عالي المعنوية بين القيم المقاسة والمتنبأعنها بنظرية وحدة انحدار الجهد. يعتبر عمق الماء المخزون المتنبأ عنه في مقد التربة دليل index مهم للتقويم فهو يدخل في حساب التدفق والايصالية المائية و الانتشارية و الموازنة المائية في مقد التربة ، المقننات المائية ، كفاءة الري ، نمذجة انتاجية المحصول لدراسة تطبيقات ادارة المحصول، هذا من جهة، ومن جهة أخرى فان $w(z,t)$ في المعادلات الثلاثة اعلاه هي دالة لاكثر من متغير و هي بذلك تعد دالة ضمنية Implicit function الى المحتوى المائي اي ان $w=f(\theta(z,t))$

التنبأ عن التغير في عمق الماء المخزون

يبين الشكل 5 علاقة 1:1 بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس ($\frac{\Delta w}{\Delta t}IPM$) حـــسب طريقـــة مقـــد التربة الأني (Instantaneous Profile Method) و عمق الماء المتنبأ عنه($\frac{\Delta w}{\Delta t}UGM$) بطريقة وحدة الأنحدار فـــي الجهد المائي(Unit Gradient Method) للأعماق المختلفة لتربة موقع الدراسة و بعض المعايير الأحصائية لهذه العلاقة.

ان عدد البيانات المستخدمة في هذا الشكل هو 574 بواقع 41 لكل عمق من الأعماق الأربعة عشر المدروسه. يلاحظ من الشكل تطابق دالة 1:1 (الخط الصلد) مع خط دالة الأنحدار(الخط المنقط) للعلاقة بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس($\frac{\Delta w}{\Delta t} IPM$) و المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المتنبأ عنه($\frac{\Delta w}{\Delta t} UGM$) بأنموذج Watson (شكل 5A) معامل الأنحدار 0.984 وهذا يدل على ان قيم المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المتنبأ عنها بأستخدام الأنموذج قريبة جدا من القيم المقاسة الا انها اقل منها بنسبة $\frac{1}{0.986}$ بمعامل تحديد بلغ 0.889. أما في أنموذج Davidson واخرون(شكل 5B) فيلاحظ كذلك تطابق دالة 1:1 (الخط الصلد) مع خط دالة الأنحدار(الخط المنقط) ان بلغ معامل الأنحدار بين القيم القاسة و المتنبأ عنها للمعدل الزمنى للتغير في عمق الماء المخزون 0.828 وهذا يعني ان القيم المتنبأ عنها هي اقل بنسبة $\frac{1}{0.828}$ بمعامل تحديد 0.850. يلاحظ من الشكل 5C ان غالبية البيانات وقعت اعلى خط 1:1 وهي دلالة على ان القيم المتنبأعته للمعدل الزمنى للتغير في عمق الماء المخزون بأستخدام انموذج Brooks و Corey كانت اعلى مقارنة بالقيم المقاسة خاصة عند محتويات رطوبية عالية(بداية البزل), اذ بلغ معامل الأنحدار1.966 بين القيم القاسة و المتنبأ عنها للمعدل الزمنى للتغير في عمق الماء المخزون وبلغ معامل التحديد 0.863. ان تمحور البيانات حول دالة 1:1 يدعم طريقة Lax-Sisson لحل معادلة الجريان تحت نظرية وحدة الأنحدار في الجهد المائي للتنبأ عن المعدل الزمنى للتغير في عمق الماء المخزون اثناء البزل تحت ظروف انعدام التبخر.



شكل 5 : علاقة 1:1 (الخط الصلد) والأنحدار البسيط (الخط المنقط) بين المعدل الزمني للتغير في عمق الماء المخزون المقاس و المتنبأ عنه كدالة للزمن حسب: (A) انموذج Watson (1967) و (B) انموذج Davidson و اخرون (1969) و (C) انموذج Brooks و Corey (1964).

ان الحصول على علاقة ارتباط عالية المعنوية وقيم ميل انحدار قريبة من واحد بين القيم المقاسة والمتنبأ عنها لعمق الماء المخزون والمعدل الزمنى للتغير في عمق الماء المخزون في مقد التربة طيلة فترة 90يوما من البزل يدعم استخدام نظرية وحدة الأنحدار في الجهد المائي في تحديد حركة الماء بالأتجاه العمودي تحت نظرية جهد الجذب الأرضي. كما يستنتج الى أن هذه الدراسة يمكن تطبيقها في الحقل تحت ظروف حصول التبخر من سطح التربة ونمو المحصول لتحديد الموازنة المائية في مقد التربة بما فيها الأسهامات الحتملة للماء الأرضي في المقنن المائي للنبات ذلك لأمكانية تحديد اتجاه ومعدل سرعة التدفق على اعماق مختلفة من سطح التربة من قياس التغير في الجهد المائي و المحتوى المائي اثناء فترة نمو المحصول.

المصادر

1. Brooks, R. H. and A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3.. Colo. State Univ. Fort Collins, USA, pp. 27
2. Chen, C., and W. A. Payne. 2001. Measured and modeled unsaturated hydraulic conductivity of a Walla Walla silt loam. Soil Sci. Soc. Am. J. 65:1385-1391.
3. Chong, S. K., R. E. Green, and L. R. Ahuja. 1981. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by a power function description of drainage. Water Resour. Res. 17:1109-1114.
4. Clothier, B.E., and I. White. 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in a field. Soil Sci. Soc. Am. J. 45:241–245.
5. Coquet, Y., C. Coutadeur, C. Labat, P. Vachier, M. Th. van Genuchten, J. Roger-Estrade and J. Simunek. 2005. Water and solute transport in a cultivated Silt Loam soil 1. Field observations. Vadose Zone J. 4:573-586.
6. Davidson, J. M., L. R. Stone, D. R. Nielsen and M. E. Larue. 1969. Field measurement and use of soil-water properties. Water Resour. Res. 5:1312-1321.
7. Gee, G. W., J. M. Keller, and A. L. Ward. 2005. Measurement and prediction of deep drainage from bare sediments at a semiarid site. Vadose Zone J. 4:32-40.
8. Kozak, J. A., and L. R. Ahuja. 2005.Scaling of infiltration and redistribution of water across soil textural classes. Soil Sci. Soc. Am. J. 69:816-827.
9. Lax, P. D. 1972. The formation and decay of shock waves. Am. Math Monthly. 79:227-241.
10. Minasny, B., J. W. Hopmans, T. Harter, S. O. Eching, A. Tuli and M. A. Denton. 2005. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. Soil Sci. Soc. Am. J. 69:816-827.
11. Ogata, G., and L.A. Richards. 1957. Water content changes following irrigation of bare-field soil that is protected from evaporation. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 21:355–356.
12. Richards, L.A., W.R. Gardner, and G. Ogata. 1956. Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20:310–314.
13. Salem, S. B. 2003. Unsaturated hydraulic characteristics of soil treated and untreated with fuel oil under surge and continuous irrigation. PhD Dissertation. College of Agriculture/ Baghdad University.
14. Schwankl L., B. Hanson, and T Prichard. 1998. Micro-irrigation of trees and vines. Division of agricultural and natural resources. Publication 3378, University of California, Davis, USA, Pp. 63-68.
15. Schwankl, L., and T. Prichard. 1998. How often to irrigate. In L. Schwankl , B. Hanson, and T. Pricahrd. Micro _Irrigation of trees and vines. Division of agriculture and natural resources publications 3378. University of California. Davis, USA. Pp. 59-62.
16. Sisson, J. B., A. H. Ferguson, and M. Th. van Genuchten. 1980. Simple method for predicting drainage from field plot. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:1147-1152.
17. Soil Survey Staff. 1951. Soil survey manual. UADA. Handbook 18.
18. Stone, L. R., T. C. Olson, and M. L. Horton. 1973. Unsaturated hydraulic conductivity for water management in situ. Proc. S. D. Acad. Sci. 52:168-178.
19. Watson, K. K. 1967. The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing zone of entrapped air. Soil Sci. Soc. Am Proc. 32:716-720.
20. Watson, K.W., and R.J. Luxmoore. 1986. Estimating macro porosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:578–582.
21. Zacharia, S., and K. Bohne.1998. Replacing the field capacity by an internal drainage approach: A method for homogeneous soil profile. E-mail: zachar@agri.uni.rostock.de. Institute für Budenkunde, University Rostock, Justus-von-Liebig-weg 6.18051 Rostock, Germany.